第40卷 第3期
2023年3月

干 旱 区 研 究
ARID ZONE RESEARCH

Vol. 40 No. 3
Mar. 2023

不同河渠水位条件下壤砂土上升毛管水运动特性
——以叶尔羌河灌区为例

陈永宝[1]， 胡顺军[2]， 张书杰[1]， 裴明松[1]， 张巧丽[1]

（1. 湖北冶金地质研究所(中南冶金地质研究所)，湖北 宜昌 443003；2. 中国科学院新疆生态与地理研究所，荒漠与绿洲生态国家重点实验室，新疆 乌鲁木齐 830011）

摘 要：以叶尔羌河灌区为研究区域，采用垂直土柱试验模拟的方法，研究不同河渠水位条件下壤砂土上升毛管水的运动特性。结果表明：毛管水补给速率随时间推移呈降低趋势，明显分为快速下降、线性递减和稳定补给3个阶段；毛管水上升高度及上升速率均与时间之间呈幂函数关系；不同河渠水位条件下壤砂土毛管水补给量与毛管水上升高度呈正比关系，其斜率在数值上等于湿润区土壤平均含水率与初始含水率之差，改进Green Ampt模型可描述毛管水补给量与毛管水上升高度之间的线性关系；毛管水补给速率与毛管水上升高度的倒数呈线性关系。研究成果可为干旱区河渠两岸生态保护植物的恢复和重建及土壤盐渍化的防治提供理论依据。

关键词：毛管水；毛管水累计补给量；毛管水上升高度；河渠水位；壤砂土

当河渠水位高于附近的潜水位时，在重力势作用下，河渠水以渗流形式补给地下水，这种现象称之为河渠渗漏补给[1]。河渠渗漏补给是地表水补给土壤水供河渠岸生态植物吸收利用的主要途径[2]，又是地下水位抬升引起土壤盐渍化的重要原因[3]。因此，研究干旱区河渠渗漏补给条件下地下水和土壤水分运动规律，对于构建以水环境为主体的良性生态循环系统及防止土壤盐碱化具有重要的现实意义。目前，对河渠渗漏条件下的地下水和土壤水分运动已进行了大量理论研究和试验观测，主要集中在对河渠渗漏量[4-7]和地表水与地下水转化量[8-9]两方面。Li[10]通过数值法推导出了地下水模型，研究了河渠水位瞬时涨落时临近干燥土层土壤水分运动规律。许秀元[11]通过建立土壤水-地下水数学模型，分析了河渠地表水与土壤水相互影响关系，结果表明河渠水位直接影响潜水位，从而影响河渠附近非饱和带的水分状态，土壤水分运动较河渠地表水位变化表现出一定的滞后性。张健等[12]采用恒水位静水试验探究了渠道附近土壤含水率的时空变化和渗透规律。对土壤上升毛管水运动的研究主要集中在机理[13-14]和影响因素等方面[15-18]。何克瑾等[19]通过室内模拟土柱试验，探讨了匀质土壤上升毛管水的运动机理，分析了毛管水上升高度、毛管水补给量与时间之间的关系。董荣泽等[20]通过室内试验研究了恒定地下水位条件下水质对沙土毛管水上升特性的影响。

绿洲农业是干旱区人类生存与发展的命脉。干旱区绿洲农业多为灌溉农业，通过渠道从河道引水灌溉，以满足农田作物及生态保护植物对水分的需求。当地下水埋深较小的条件下，河渠输水过程可概化为河渠水位瞬时上升为定值时河渠附近地下水的运动及地下水转化为土壤水的运动。有的学者为了推导出求解河渠补给(渗漏)条件下地下水运动的解析解，常常忽略了地下水与非饱和带土壤水的转化[21-23]。张蔚榛[24]在假设潜水蒸发与潜水埋深呈线性关系的条件下推导了潜水蒸发条件下地下水非稳定运动的解析解。目前，河渠附近土壤上升毛管水运动是河渠-农田系统水分循环、运移转化的薄弱环节。研究区土壤质地以壤砂土为主，壤砂土是叶尔羌河灌区乃至塔里木河流域绿洲灌

收稿日期：2022-07-12； **修订日期：**2022-09-14
基金项目：中南冶金地质研究所创新基金(2021002)；国家重点研发计划(2021YFD1900801)；新疆水利科技专项资金项目(XSKJ-2021-05)
作者简介：陈永宝(1987-)，男，助理研究员，主要从事水文与水资源方面的研究. E-mail: 280795654@qq.com
通讯作者：胡顺军. E-mail: xjhushunjun@ailiyun.com

区主要的土壤质地类型[25]。本文以新疆叶尔羌河灌区典型农田耕作层土壤-壤砂土为研究对象,采用垂直土柱模拟试验的方法,研究不同河渠水位瞬时上升到某一定值且稳定补给非饱和带土壤水条件下河渠附近土壤上升毛管水的运动特性,为干旱区河渠两岸生态保护植物的恢复和重建及土壤盐渍化的防治提供理论依据。

1 研究区概况与方法

1.1 研究区概况

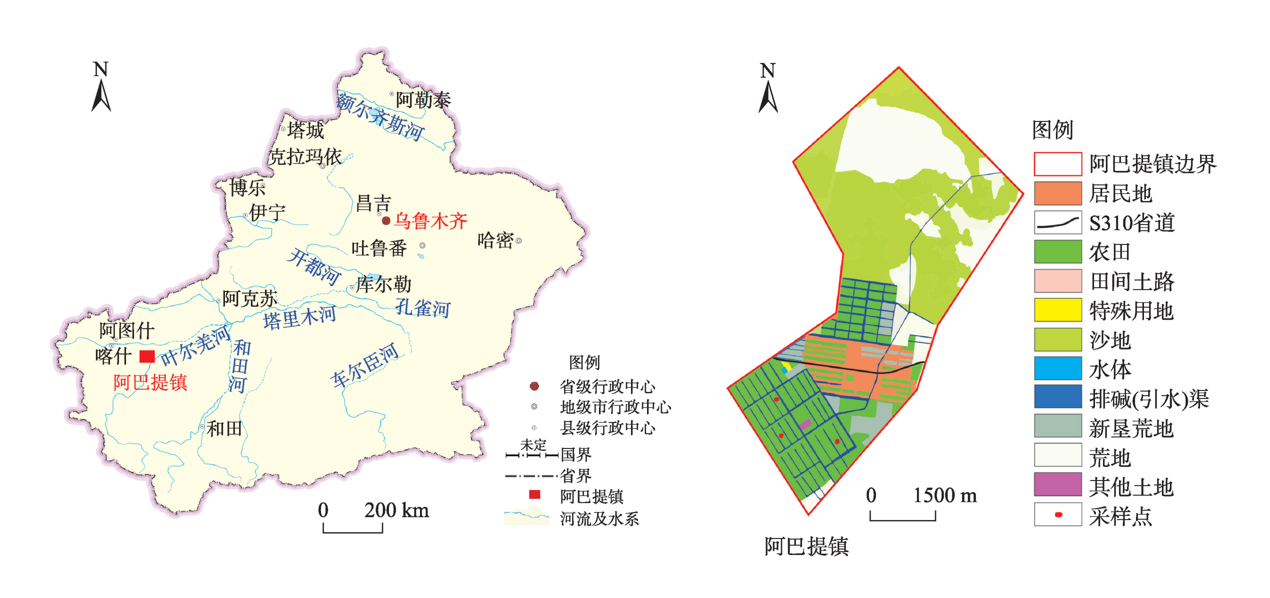
研究区在行政区划上隶属于新疆塔什库尔干县塔吉克阿巴提镇(图1),位于塔克拉玛干沙漠西南缘的喀什三角洲下游,地理位置位于38°58′~39°04′N,77°14′~77°19′E,属温带大陆性干旱气候,四季分明,降水稀少,蒸发强烈,多年平均降水量为52.5 mm,多年平均蒸发量达2584 mm(直径20 cm蒸发皿观测值),蒸降比高达49:1,年平均气温11.7 ℃,极端最低气温-24.4 ℃,极端最高气温49.1 ℃。当地经济以灌溉农业为主,地表水源主要来自叶尔羌河流域的苏库恰克水库,农田、路、林、渠系初步配套,干、支、斗、农排水体系基本齐全,属于叶尔羌河灌区。叶尔羌河灌区是我国六大灌区之一,也是我国新疆境内最大的绿洲灌区。由于典型的干旱气候条件及引水灌溉方式造就了该区表层土壤盐渍化现象严重[26]。

1.2 试验土样制取

在研究区南部成熟农田区挑选3块条田(图1),在每块条田中心位置采用土钻人工取土,取样深度为0~60 cm耕作层。供试土壤质地为壤砂土,基本物理参数见表1。

1.3 试验方法

试验在中国科学院阿克苏农田生态系统国家野外科学观测研究站实验室进行。试验所用的主要仪器设备包括马氏瓶和垂直土柱。马氏瓶用于模拟河渠水位瞬时上升为定值并以恒定的水头向土柱供水。垂直土柱为内径10 cm、高80 cm的有机玻璃圆筒制成,侧面开有进水口,底部开有排气孔,顶端固定法兰式透气板(图2)。



注:底图采用自然资源部标准地图制作,审图号为GS(2019)3333号,对底图边界无修改。

图1 研究区及采样点分布示意图

Fig. 1 Sampling spots distribution in study area

表1 土样基本物理参数

Tab. 1 Soil basic physical parameters

干容重/(g·cm^{-3})	饱和含水率(θ_s)/(cm^3·cm^{-3})	初始含水率(θ_i)/(cm^3·cm^{-3})	土壤机械组成/%			土壤质地
			砂粒(2~0.05 mm)	粉粒(0.05~0.002 mm)	黏粒(<0.002 mm)	
1.48	0.42	0.03	73.15	24.15	2.80	壤砂土

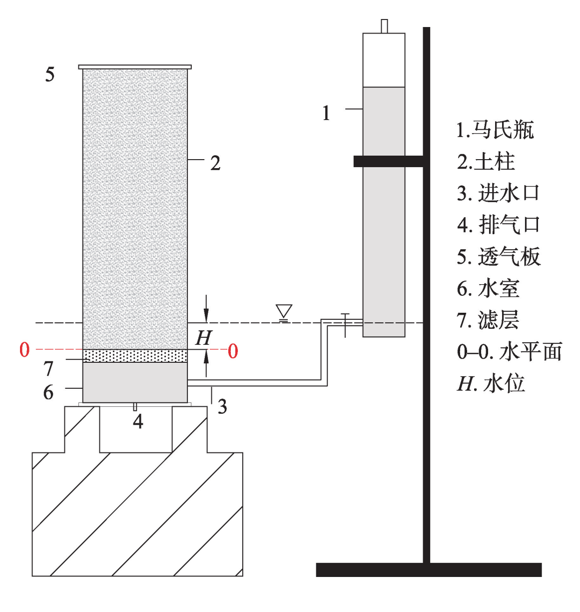


图2 试验装置示意图

Fig. 2 Sketch map of experimental equipment

为了保证土柱初始含水率均匀和质地均一，将土样风干、破碎和过筛(孔径2 mm)后的土样混合均匀，采用累积夯实法以每层5 cm的高度分层填装，干容重控制在1.48 g·cm^{-3}，放置24 h，使土柱内土壤含水率均匀。土样填装完毕后，利用螺母将水室与土柱连接起来，关键部位涂抹凡士林，以保证整个土柱不漏水。土柱土层与滤层上接触面定义为0–0水平，马氏瓶出水口与0–0水平之间的垂直高度定义为河渠水位H(图2)。

根据对当地沟渠输水时沟渠内水深及沟渠附近地下水埋深的调查结果，并考虑到塔里木河流域缺乏地下水浅深条件下的潜水蒸发试验资料，渠水位设为8个水平：0 cm、5 cm、10 cm、15 cm、20 cm、25 cm、30 cm和35 cm(对应的地下水埋深分别为80 cm、75 cm、70 cm、65 cm、60 cm、55 cm、50 cm和45 cm)。为减少误差，每个水平3次重复，剔除个别异常点，采用加权平均方法处理数据。参照文献[27]试验方法，记录毛管水补给量(马氏瓶液面刻度)、时间和毛管水上升高度(土柱湿润锋面距0–0水平面的距离)。停止供水后迅速分层取湿润土样，采用烘干法测定土壤含水率。试验温度控制在12 ℃。

2 结果与分析

2.1 毛管水上升累计补给量及补给速率随时间变化规律

毛管水上升累计补给量及补给速率是描述毛管水补给过程的重要指标。毛管水上升累计补给量、补给速率随时间的变化曲线如图3和图4所示。由图3可知，随着时间t的推移，毛管水累计补给量逐渐增加，增幅变缓。由图4可知，毛管水补给速率i随时间t的推移呈降低趋势，总体可分为3个阶段：快速下降阶段(第Ⅰ阶段)、线性递减阶段(第Ⅱ阶段)和稳定补给阶段(第Ⅲ阶)。建立毛管水补给过程中补给速率3个阶段经验模型如下：

$$i(t)=\begin{cases}kt^{-a}, & (0\le t<t_1)\\ i(t_1)+b(t-t_2), & (t_1\le t<t_2)\\ i_\infty, & (t>t_2)\end{cases} \quad (1)$$

式中：$i(t)$为毛管水补给速率(cm·min^{-1})；$i(t_1)$为毛管水进入线性递减初期时补给速率(cm·min^{-1})；t为时间(min)；k为补给系数；a为补给指数；b为线性递减阶段补给速率曲线的斜率；t_1为补给速率进入线性递减阶段的时间；t_2为进入稳定补给阶段的时间；i_∞为相对稳定时的毛管水补给速率(cm·min^{-1})。a、b

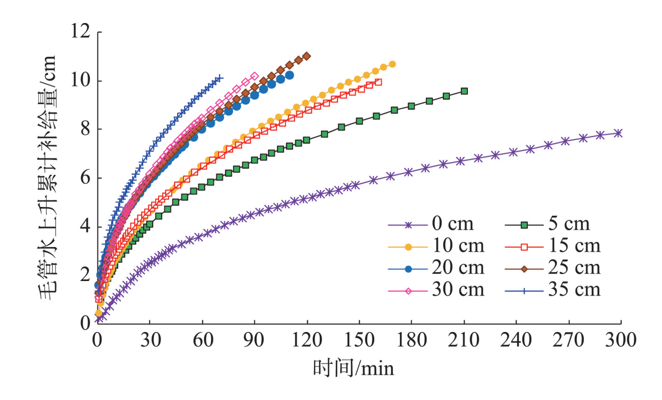


图3 毛管水上升累计补给量与时间的关系

Fig. 3 Relationship between cumulative supply of capillary water and time

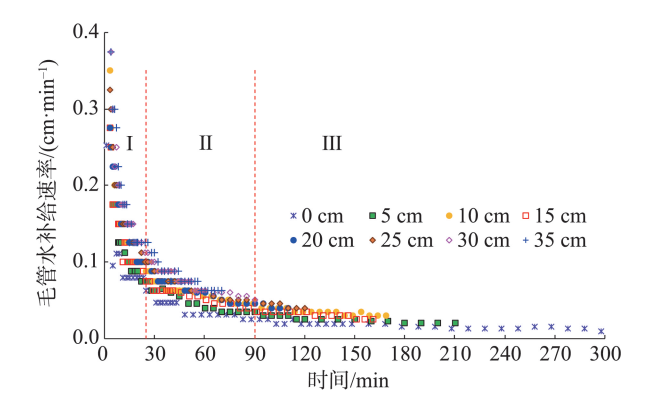


图4 毛管水补给速率与时间的关系

Fig. 4 Relationship between capillary water supply rate and time

和k由试验资料回归分析得出。

在第Ⅰ阶段初期，土壤含水率较低，基质吸力较大，毛管水补给速率处于较高水平，约为0.38 mm·min^{-1}，之后快速下降至0.10 mm·min^{-1}，不同河渠水位条件下第Ⅰ阶段时长差异较大，为17~32 min，具体表现为河渠水位越高，第Ⅰ阶段时间越短，0~35 cm水位条件下第Ⅰ阶段平均时长为25 min。在第Ⅱ阶段，毛管水补给速率i下降趋势变缓，表现为线性递减，由0.10 mm·min^{-1}下降至0.02 mm·min^{-1}，不同河渠水位条件下第Ⅱ阶段时间为70~126 min，平均值为96 min。进入96 min之后，毛管水补给速率i变幅较小，趋于稳定，此时进入第Ⅲ阶段，不同河渠水位条件下稳定渗漏补给速率i在数值上相差不大，平均值为0.02 mm·min^{-1}。不同河渠水位条件下拟合公式(1)参数见表2所示。

表2 公式(1)中的参数值统计表

Tab. 2 Parameters value in formula (1)

河渠水位(H)/cm	k	α	t_1 /min	$i(t_1)$ /(cm·min^{-1})	b	t_2 /min	i_∞ /(cm·min^{-1})
0	0.2319	−0.396	32	0.047	−0.0004	98	0.016
5	0.5138	−0.612	26	0.075	−0.0005	95	0.024
10	0.6393	−0.622	25	0.087	−0.0006	94	0.033
15	0.4951	−0.561	27	0.075	−0.0004	126	0.022
20	0.5256	−0.519	28	0.088	−0.0008	95	0.038
25	0.5699	−0.515	22	0.100	−0.0010	105	0.030
30	0.7997	−0.628	19	0.125	−0.0010	90	0.021
35	1.0619	−0.738	17	0.125	−0.0014	70	0.028

注：k为补给系数；α为补给指数；t_1为补给速率进入线性递减阶段的时间；$i(t_1)$为毛管水进入线性递减初期时补给速率；b为线性递减阶段补给速率曲线的斜率；t_2为进入稳定补给阶段的时间；i_∞为相对稳定时的毛管水补给速率。

2.2 土壤毛管水上升高度及上升速率随时间的变化规律

土壤毛管水上升高度Z随时间t变化曲线如图5所示，毛管水上升高度Z随时间t变化曲线可采用幂函数[28]来拟合：

$$Z = A_1 t^{A_2} \tag{2}$$

式中：Z为毛管水上升高度(cm)；t为时间(min)；A_1、A_2为待求参数。

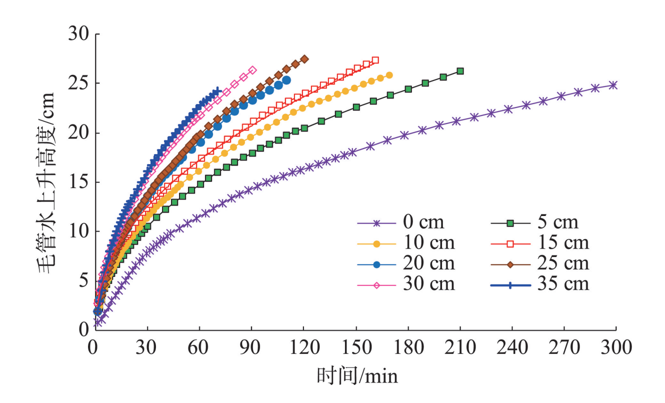


图5 毛管水上升高度与时间的关系

Fig. 5 Relationship between rising height and time of capillary water

拟合不同河渠水位条件下公式(2)中的参数A_1、A_2，其结果如表3所示。参数A_1值随着河渠水位的增大而增大，采用线性拟合，A_1值与河渠水位H的比值(A_1/H)为0.0346，R^2=0.4821；参数A_2值随河渠水位H变化较小，为0.4537~0.6129，平均值为0.5283。

式(2)两边对时间t求导，可得：

$$v = \frac{dZ}{dt} = A_1 A_2 t^{A_2 - 1} \tag{3}$$

式中：ν为毛管水上升速率(cm·min^{-1})。

由式(3)可知，毛管水上升速率ν与时间t之间为幂函数关系。通过拟合毛管水上升速率与时间关系，不同水位条件下确定系数R^2均大于0.95，说明采用幂函数描述毛管水上升速率与时间的关系是合理的。

2.3 毛管水上升累计补给量与毛管水上升高度的关系

毛管水上升累计补给量与毛管水上升高度的变化曲线如图6所示，不同河渠水位条件下毛管水上升累计补给量与毛管水上升高度的变化趋势一致，均呈正比关系，可采用过原点的直线进行拟合：

表3 公式(2)中的参数A_1和A_2值

Tab. 3 Parameters value of A_1 and A_2 in formula (2)

	河渠水位(*H*)/cm							
	0	5	10	15	20	25	30	35
A_1	0.8636	1.9261	1.9358	2.7079	2.2808	2.0082	2.8565	2.3062
A_2	0.6129	0.4955	0.5163	0.4537	0.5227	0.5585	0.4975	0.5692
R^2	0.9792	0.9983	0.9975	0.9989	0.9966	0.9980	0.9983	0.9914

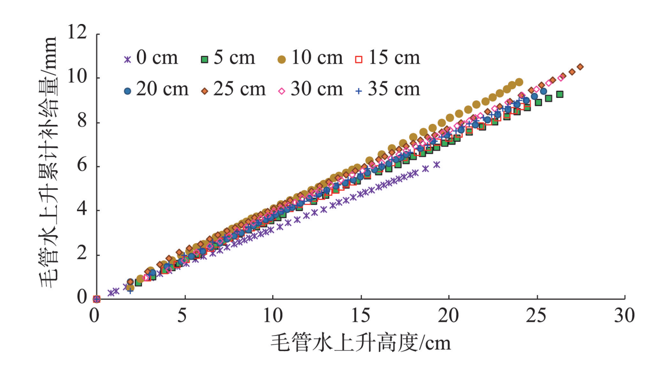


图6 毛管水上升累计补给量与毛管水上升高度的关系

Fig. 6 Relationship between rising height and recharge of capillary water

$$I = BZ \tag{4}$$

式中:*I*为毛管水上升累计补给量(cm);*B*为待求参数。

拟合不同河渠水位条件下公式(4)中的参数*B*,其结果如表4所示。不同河渠水位条件下毛管水补给量*I*与毛管水上升高度*Z*的比值(*I*/*Z*)相差不大,变幅区间为0.3155~0.4064,平均值0.3695,确定系数R^2均大于0.99。

2.4 毛管水补给速率与毛管水上升高度的关系

毛管水补给速率*i*与毛管水上升高度倒数1/*Z*的关系如图7所示,不同河渠水位条件下所得的毛管水补给速率随毛管水上升高度倒数的变化曲线趋势基本相同,毛管水补给速率随毛管水上升高度倒数之间呈显著的线性关系,采用一次函数进行拟合:

$$i = C_1/Z + C_2 \tag{5}$$

式中:C_1、C_2为待求参数。

拟合公式(5)中的参数C_1、C_2,其结果如表5所示,其决定系数R^2均大于0.90。由表5可知,不同河渠水位条件下毛管水补给速率*i*与毛管水上升高度倒数1/*H*的斜率(C_1)随河渠水位*Z*的增加呈现增大的趋势。参数C_2值随河渠水位变化较小,变幅区间为−0.0346~0.0078。

3 讨 论

土壤毛管水上升运动与垂直入渗过程相似,都是在重力势和基质势驱动下的非饱和土壤水分运移[28],区别是毛管水上升过程中重力势与土壤水分运移方向相反。由于试验所得规律及理论分析与垂直入渗相似,故可借鉴垂直入渗规律对毛管水上升过程中有关运动特性进行分析。毛管水上升初期,土壤含水率处于较低水平,基质势较大,毛管水在水势梯度的作用下快速上升(第Ⅰ阶段);随着水体逐渐进入土壤,含水率增加,基质势迅速下降,土壤逐步达到湿润阶段,基质势逐渐降低,毛管水上升速率变缓(第Ⅱ阶段);由公式(3)可知,当$t\to\infty$时,$t^{A_2-1}\to 0$,$v\to 0$,即当时间足够长时,毛管水上升速率趋于停止,此时毛管水上升高度达到最大值,毛管水补给速率趋于稳定(第Ⅲ阶段)。

本文引用湿润区平均含水率(θ_{mean})这一概念,对Green Ampt模型进行改进。根据水量平衡原理,公式(4)可表示为:

$$I = (\theta_{mean} - \theta_i)Z \tag{6}$$

表4 公式(4)中的参数*B*值

Tab. 4 Parameters value of *B* in formula (4)

	河渠水位(*H*)/cm							
	0	5	10	15	20	25	30	35
B	0.3155	0.3565	0.4064	0.3631	0.3696	0.3888	0.3821	0.3739
R^2	1.0000	0.9995	0.9998	0.9991	0.9995	0.9949	0.9992	0.9992

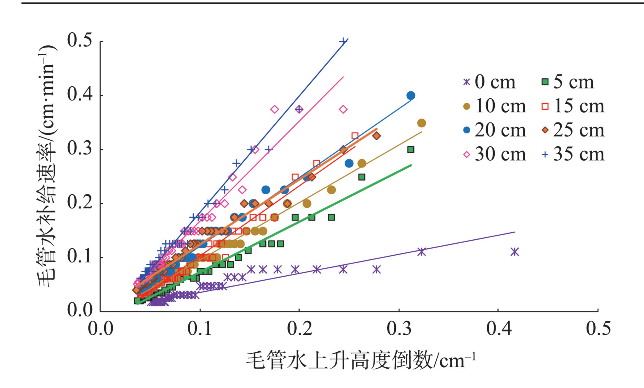


图7 毛管水补给速率与毛管水上升高度的关系

Fig. 7 Relationship between capillary water supply rate and rising height of capillary water

由公式(4)和公式(6)可知,毛管水补给量I与毛管水上升高度Z过原点关系曲线的斜率B在数值上等于湿润区平均含水率与初始含水率之差($\theta_{mean}-\theta_i$)。根据停止供水后湿润区土壤含水率的测定结果,湿润区不同位置的含水率差异较大,变化在0.30~0.41 $cm^3\cdot cm^{-3}$,平均值为0.40 $cm^3\cdot cm^{-3}$,小于土体饱和含水率0.42 $cm^3\cdot cm^{-3}$(表1)。土样初始含水率θ_i为0.03 $cm^3\cdot cm^{-3}$,根据公式(6),计算出$\theta_{mean}-\theta_i$=0.37 $cm^3\cdot cm^{-3}$,而$\theta_s-\theta_i$=0.38 $cm^3\cdot cm^{-3}$,由表4可知,不同河渠水位条件下B变化在0.32~0.40,平均值0.37,与$\theta_{mean}-\theta_i$接近,说明采用公式(6)描述壤砂土毛管水上升累计补给量与毛管水上升高度之间的线性关系是可行的。何克瑾等[19]认为Green Ampt模型可以用于描述毛管水上升过程。在理论分析中,根据Green Ampt模型原有假设,水进入土壤过程中存在明显的湿润区和干燥区,且界限清晰,湿润区土壤含水率为饱和含水率,导水率为饱和导水率,干燥区土壤含水率为初始含水率,$I=(\theta_s-\theta_i)Z$[29]。而在试验中,发现湿润区土壤含水率的分布并非均匀,且其值略小于饱和含水率,陈永宝等[27]在一维垂直入渗过程中也发现这一规律。引用湿润区平均含水率(θ_{mean})描述湿润区土壤含水率较饱和含水率更接近实际,改进Green-Ampt模型描述毛管水补给量与毛管水上升高度线性关系更合理。

表5 公式(5)中的参数C_1和C_2值

Tab. 5 Parameters value of C_1 and C_2 in formula (5)

	河渠水位(H)/cm							
	0	5	10	15	20	25	30	35
C_1	0.3088	0.9382	1.0704	1.2999	1.2751	1.2063	1.8670	2.1689
C_2	0.0078	−0.0214	−0.0128	−0.0284	−0.0073	0.003	−0.0203	−0.0346
R^2	0.9167	0.9784	0.9913	0.9732	0.9855	0.9812	0.9644	0.9900

4 结 论

(1) 毛管水补给速率i随时间t的变化可分为3个阶段:快速下降阶段(第Ⅰ阶段)、线性递减阶段(第Ⅱ阶段)和稳定补给阶段(第Ⅲ阶)。当毛管水补给处于第Ⅲ阶时,其补给速率平均值为0.02 $mm\cdot min^{-1}$。

(2) 不同河渠水位条件下毛管水上升高度、毛管水上升速率均与时间之间呈幂函数关系,毛管水上升累计补给量I与毛管水上升高度Z呈正比关系,其斜率受河渠水位H影响较小,变幅区间为0.3155~0.4046,平均值为0.3695,毛管水补给速率i与毛管水上升高度倒数$1/Z$呈一次函数关系。

参考文献(References):

[1] 吉文平. 河渠渗漏补给规律和计算方法的探讨[J]. 地下水, 2009, 29(5): 131−137. [Ji Wenping. Discussion on the replenishment laws and calculation methods of quantifying seepage from rivers and canals[J]. Groundwater, 2009, 29(5): 131−137.]

[2] 张蔚榛. 地下水与土壤水动力学[M]. 北京: 水利电力出版社, 1996: 34−71. [Zhang Weizhen. Groundwater and Soil Hydrodynamics[M]. Beijing: China Water Power Press, 1996: 34−71.]

[3] 罗玉峰, 崔远来, 郑祖金. 河渠渗漏量计算方法研究进展[J], 水科学进展, 2006, 16(5): 444−449. [Luo Yufeng, Cui Yuanlai, Zheng Zujin. Research progress on methods of quantifying seepage from rivers and canals[J]. Advances in Water Science, 2006, 16(5): 444−449.]

[4] 陶月赞, 曹彭强, 席道瑛. 垂向入渗与河渠边界影响下潜水非稳定流参数的求解[J]. 水利学报, 2006, 37(8): 913−917. [Tao Yuezan, Cao Pengqiang, Xi Daoying. Parameter estimation for semi-infinite phreatic aquifer subjected to vertical seepage and bounded by channel[J]. Journal of Hydraulic Engineering, 2006, 37(8): 913−917.]

[5] 熊宇斐, 张广朋, 徐海量, 等. 塔里木河河床渗透系数及其渗漏水量分析[J]. 干旱区研究, 2017, 34(2): 266−273. [Xiong Yupei, Zhang Guangpeng, Xu Hailiang, et al. Hydraulic conductivities of

riverbed sediment and leakage water volume of the Tarim river[J]. Arid Zone Research, 2017, 34(2): 266-273.]

[6] 陈新均, 王学全, 卢琦, 等. 季节性河道土壤水分及其渗漏特征初探[J]. 干旱区研究, 2020, 37(1): 97-104. [Chen Xinjun, Wang Xuequan, Lu Qi, et al. Soil moisture content and soil water infiltration in seasonal water course in arid area[J]. Arid Zone Research, 2020, 37(1): 97-104.]

[7] 陶月赞, 席道瑛. 垂直与水平渗透作用下潜水非稳定渗流运动规律[J]. 应用数学和力学, 2006, 27(1): 53-59. [Tao Yuezan, Xi Daoying. Rule of transient phreatic flow subjected to vertical and horizontal seepage[J]. Applied Mathematics and Mechanics, 2006, 27(1): 53-59.]

[8] 陶建华, 陶月赞, 刘佩贵. 沙颍河干流与地下水水量交换研究[J]. 水资源保护, 2012, 28(6): 37-40, 45. [Tao Jianhua, Tao Yuezan, Liu Peigui. Water exchange between groundwater and main stream of Shaying River[J]. Water Resources Protection, 2012, 28(6): 37-40, 45.]

[9] 杨鹏年, 张胜江, 董新光. 塔里木河干流下游生态输水后水量转化特征[J]. 干旱区研究, 2007, 24(2): 174-178. [Yang Pengnian, Zhang Shengjiang, Dong Xinguang. Study on the characteristics of water conversion after conveying stream water to the lower reaches of the Tarim River for regenerating the ecology[J]. Arid Zone Research, 2007, 24(2): 174-178.]

[10] Li Wen Hsiung. Differential Equations of Hydraulic Transient, Dispersion, and Groundwater Flow[M]. Englrwood Cliffs: Prentice-Hall, 1972.

[11] 许秀元. 河渠影响下土壤水-地下潜水联合运动的模拟研究[J]. 水利学报, 1997, 42(12): 21-29. [Xu Xiuyuan. Simulation research on the conjioned movements of soil water-subsurface unconfined water under influences of river or channel[J]. Journal of Hydraulic Engineering, 1997, 42(12): 21-29.]

[12] 张健, 魏占民, 张金丁, 等. 渠道土壤含水率的时空变化及渗漏模拟研究[J]. 灌溉排水学报, 2020, 39(6): 86-92. [Zhang Jian, Wei Zhanmin, Zhang Jinding, et al. Numerical simulation of spatiotemporal variation in exfiltration and moisture content in the proximal soil of channel[J]. Journal of Irrigation and Drainage, 2020, 39(6): 86-92.]

[13] 邵明安, 王全九, 黄明斌. 土壤物理学[M]. 北京: 高等教育出版社, 2010. [Shao Ming'an, Wang Quanjiu, Huang Mingbin. Soil Physics[M]. Beijing: Higher Education Press, 2010.]

[14] 董斌, 张喜发, 李欣, 等. 毛细水上升高度综合试验研究[J]. 岩土工程学报, 2008, 30(10): 1569-1574. [Dong Bin, Zhang Xifa, Li Xin, et al. Comperhensive tests on rising height of capillary water[J]. Chinese Journal of Geotechnical Engineering, 2008, 30(10): 1569-1574.]

[15] 刘伟佳, 吴军虎, 裴青宝, 等. 不同地下水埋深条件下均质土壤毛管上升水运动特性试验研究[J]. 水资源与水工程学报, 2010, 21(1): 67-70. [Liu Weijia, Wu Junhu, Pei Qingbao, et al. Experimental research on capillary water upward movement in homogeneous soil under different ground water tables[J]. Journal of Water Resources & Water Engineering, 2010, 21(1): 67-70.]

[16] 张平, 吴昊, 殷洪建, 等. 颗粒级配对毛细水上升影响的研究[J]. 节水灌溉, 2010, 35(7): 24-26. [Zhang Ping, Wu Hao, Yin Hongjian, et al. Effect of particle size distribution on capillary water upward movement[J]. Water Saving Irrigation, 2010, 35(7): 24-26.]

[17] 陈琳, 费良军, 傅渝亮, 等. 不同土壤温度和容重下微咸水上升毛管水运动特性 HYDRUS 模拟及验证[J]. 水土保持学报, 2018, 32(6): 87-96, 185. [Chen Lin, Fei Liangjun, Fu Yuliang, et al. Simulation and verification of movement characteristics of upward capillary water flow of saline water in soils with different soil temperatures and bulk densities using HRDRUS[J]. Journal of Soil and Water Conservation, 2018, 32(6): 87-96, 185.]

[18] 钟韵, 费良军, 傅渝亮, 等. 多因素影响下土壤上升毛管水运动特性HYDRUS 模拟及验证[J]. 农业工程学报, 2018, 34(5): 83-89. [Zhong Yun, Fei Liangjun, Fu Yuliang, et al. HYDRUS simulation and verification of movement characteristics of upward capillary water flow in soil as affected by multifactor[J]. Transactions of the Chinese Society of Agricultural Engineering, 2018, 34(5): 83 - 89.]

[19] 何克瑾, 费良军, 尹娟, 等. 均质土壤上升毛管水运动特性试验[J]. 沈阳农业大学学报, 2007, 38(4): 581-585. [He Kejin, Fei Liangjun, Yin Juan, et al. Rising capillary water transport characteristics of homogeneous soil[J]. Journal of Shenyang Agricultural University, 2007, 38(4): 581-585.]

[20] 董荣泽. 水质对沙土毛管上升特性及滴灌土壤水盐运移的影响[D]. 太原: 太原理工大学, 2018. [Dong Rongze. An Investigation on Capillary Water Upward Movement in Sand Soil and the Salt-water Transport in Drip Irrigation under the Influence of Water Quality[D]. Taiyuan: Taiyuan University of Technology, 2018.]

[21] 阿里木·土尔逊, 周志芳, 木塔力甫·依明尼亚孜. 河渠附近潜水非稳定运动的一种通解[J]. 河海大学学报(自然科学版), 2003, 31(6): 649-651. [Alim Tursun, Zhou Zhifang, Mutalip Iminniyaz. A universal solution to unstable groundwater movement in vicinity of canals[J]. Journal of Hehai University(Natural Sciences Edition), 2003, 31(6) : 649-651.]

[22] 杨红坡, 谢新宇, 张继发, 等. 潜水一维非稳态运动的解析理论及应用[J]. 水科学进展, 2004, 24(1): 82-86. [Yang Hongpo, Xie Xinyu, Zhang Jifa, et al. Analytical solution of one-dimensional transient phreatic flow and its application[J]. Advances in Water Science, 2004, 24(1): 82-86.]

[23] 杨金忠. 地下水运动数学模型[M]. 北京: 科学出版社, 2009: 32-34. [Yang Jinzhong. Groundwater Flow Models[M]. Beijing: Science Press, 2009: 32-34.]

[24] 张蔚榛. 地下水非稳定流计算和地下水资源评价[M]. 北京: 科学出版社, 1983: 214-231, 379-384. [Zhang Weizhen. Transient Groundwater Hydraulics and the Evaluation of Groundwater Resources[M]. Beijing: Science Press, 1983: 214-231, 379-384.]

[25] 郭梦, 吴克宁, 杜凯闯. 新疆地区盐土在中国土壤系统分类中的归属[J]. 土壤, 2020, 51(2): 253-262. [Guo Meng, Wu Kening, Du Kaichuang. Attribution of saline soils in Xinjiang based on Chi-

nese soil taxonomy[J]. Chinese Journal of Soil Science, 2020, 51 (2): 253-262.]

[26] 陈永宝, 胡顺军, 罗毅, 等. 新疆喀什地下水浅埋区弃荒地表层土壤积盐与地下水的关系[J]. 土壤学报, 2014, 51(1): 75-81. [Chen Yongbao, Hu Shunjun, Luo Yi, et al. Relationship between salt accumulation in topsoil of deserted land and groundwater in areas with shallow groundwater table in Kashi, Xinjiang[J]. Acta Pedologica Sinica, 2014, 51(1): 75-81.]

[27] 陈永宝, 胡顺军, 罗毅, 等. 不同入渗水头条件下壤砂土的一维垂直入渗特性[J]. 干旱区地理, 2014, 37(4): 713-719. [Chen Yongbao, Hu Shunjun, Luo Yi, et al. One-dimensional vertical infiltration characteristics of loamy sand under different infiltration heads[J]. Arid Land Geography, 2014, 37(4): 713-719.]

[28] 董荣泽, 于明英, 邱照宁, 等. 沙土上升毛管水运动特性研究[J], 节水灌溉, 2018, 43(4): 19-25. [Dong Rongze, Yu Mingying, Qiu Zhaoning, et al. A study on capillary water movement characteristics in sandy soil[J]. Water Saving Irrigation, 2018, 43(4): 19-25.]

[29] 王全九, 来剑斌. Philip模型与Greem-Ampt模型互对比分析[J]. 农业工程学报, 2002, 12(2): 13-16. [Wang Quanjiu, Lai Jianbin. Comparison of Greem-Ampt model with Philip infiltration model [J]. Transactions of the Chinese Society of Agricultural Engineering, 2002, 12(2): 13-16.]

Capillary water movement characteristics in loamy sand under different water levels: A case study in the Yarkant River Irrigation Area of Xinjiang Province, China

CHEN Yongbao[1], HU Shunjun[2], ZHANG Shujie[1], PEI Mingsong[1], ZHANG Qiaoli[1]

(1. Hubei Institute of Metallurgical Geology (Central South Institute of Metallurgical Geology), Yichang 443003, Hubei, China; 2. State Key Laboratory of Desert and Oasis Ecology, Xinjiang Institute of Ecology and Geography, Chinese Academic of Sciences, Urumqi 830011, Xinjiang, China)

Abstract: River canal leakage is the main mode of surface water replenishment to soil water for desert riverbank ecological protection, plant water absorption, and utilization. It is also an important cause of soil salinization during increased groundwater level periods. Therefore, studying the movement of groundwater and soil moisture under the condition of canal leakage recharge in arid areas can be crucial not only for constructing a benign ecological circulation system dominated by water environment, but also for preventing soil salinization. This study used laboratory simulation experiment to analyze the capillary water movement characteristics in loamy sand under different water levels in Yarkant River irrigation area. Results showed a decreasing trend in the capillary water supply rate, which could be subdivided into three stages, including rapid decrease, linear decrease, and stable-state, while the average stable recharge rate 0.02 mm·min^{-1} was detected. The rising height of capillary water and rising rate both had parabola relationships with the recharge time. Validation of the linear relationship between capillary water recharge and rising height of capillary water under different canal water levels revealed that the slope (B) was equal to the difference between the mean soil water content (θ_{mean}) and initial water content (θ_i), while B values under different canal water levels ranged from 0.3155 to 0.4046 cm^3·cm^{-3}, with a mean value of 0.3695 cm^3·cm^{-3}. A linear correlation was detected between capillary water supply rate and the reciprocal value of rising height of capillary water. The improved Green-Ampt model could successfully be used to simulate capillary water rise process in a homogeneous loamy sand. Overall, these results could potentially provide clues for studying the restoration and reconstruction of ecologically protected plants in canals, and for the prevention of soil salinization in arid areas.

Keywords: capillary water; cumulative supply of capillary water; rising height of capillary water; channel water level; loamy sand